

Univerzita Karlova

Přírodovědecká fakulta

Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užitá geofyziky (4500)

Studijní program:

Geologie



Veronika Turjaková

Vliv produkce hlubinného CO₂ na hladinu vody v uzavřeném vrtu

Effect of CO₂ production on the water level in a closed borehole

Bakalářská práce

Školitel: Mgr. Josef Vlček

Praha 2018

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval/a samostatně a že jsem uvedl/a všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze,

Podpis:

Poděkování

Ráda bych poděkovala vedoucímu této práce, Mgr. Josefu Vlčkovi, za jeho pomoc, ochotu a trpělivost, díky kterým tato práce vznikla. Moje poděkování patří také prof. RNDr. Tomáši Fischerovi, Ph.D., který ke vzniku práce přispěl četnými konzultacemi.

Abstrakt

Práce se zabývá výstupy hlubinného oxidu uhličitého v oblasti západních Čech, hlavně Chebské pánve. Popisuje místní geologickou situaci a současné geodynamické poměry. Seznamuje čtenáře s problematikou zemětřesených rojů a souvisejících jevů. Představuje jednoduchý fyzikální model chování vody a plynu v uzavřeném vrtu. Tento model byl vytvořen za použití základních fyzikálních principů a slouží pro usnadnění popisu dějů, které jsou zaznamenávány na monitorovacím vrtu HJB-1 u obce Hartoušov. V závěrečné části práce jsou prezentována a interpretována data, která byla naměřena za účelem ověření platnosti předloženého modelu.

Klíčová slova: oxid uhličitý, Henryho zákon, Chebská pánev

Summary

This thesis is focused on upper mantle originated carbon dioxide exhalations in the area of Western Bohemia, particularly Cheb basin. It describes local geology, current geodynamics, earthquake swarms and related issues. The thesis introduces a simple physical model of gas-water mixture behaviour in a closed borehole. The model was created using elementary physical principles and works as a tool for simplifying the description of events, which were registered at a monitoring borehole HJB-1 at Hartoušov site. Last part of the thesis includes data which were recorded for the verification of the model. These are presented and interpreted at the end of the thesis.

Key words: carbon dioxide, Henry's law, Cheb basin

Obsah

1	Úvod	1
2	Studovaná oblast.....	2
2.1	Geologie a vývoj studované oblasti	2
2.1.1	Stručná charakteristika	2
2.1.2	Proterozoikum	2
2.1.3	Ordovik, silur.....	2
2.1.4	Variské vrásnění	2
2.1.5	Terciér	3
2.2	Seismická aktivita Chebska.....	3
2.2.1	Geologická situace	3
2.2.2	Hlavní ohniskové zóny	4
2.2.3	Recentní vulkanismus na Chebsku.....	6
2.2.4	Doprovodné jevy zemětřesení	7
3	Výrony CO ₂	7
4	Monitorování seismicity a CO ₂	9
4.1.1	Západočeská seismická monitorovací síť WEBNET	9
4.1.2	Monitorovací síť CarbonNet	10
5	Měření tlaku CO ₂ ve vrtu HJB-1	12
5.1	Popis vrtu.....	12
5.1.1	Karotáž	13
5.1.2	Měření ve vrtu	14
5.2	Zaznamenané anomální pulsy tlaku na vrtu HJB-1	14
6	Zjednodušený fyzikální model tlaku plynu v uzavřeném vrtu	17
6.1	Henryho zákon	17
6.2	Teorie – příčiny reakcí	17
6.2.1	Exogenní příčiny	18

6.2.2	Endogenní příčiny	23
7	Ověřovací měření uměle vyvolaných pulsů	24
7.1	Popis změřených dat.....	25
7.2	Závislost poklesu na délce pulsu.....	27
7.3	Strmost pulsů.....	27
7.4	Překmity	28
8	Diskuze	30
9	Závěr.....	31
10	Literatura.....	32

1 Úvod

V geodynamicky aktivních oblastech je často pozorován společný výskyt zemětřesení a výronů CO_2 . Oba jevy jsou zpravidla vázány na poruchové oblasti svrchní kůry Země. Dochází k uvolňování energie na zlomových plochách, které se projevuje zemětřesením, a poruchy na těchto plochách také výrazně usnadňují průchod skrz horninové prostředí oxidu uhličitému a případně dalším plynům, které ho doprovázejí.

Mezi tyto oblasti patří i západní Čechy, kde jsou pozorovány četné zemětřesné roje a běžně i doprovodné výrony CO_2 . Tyto výrony jsou nazývány jako mofety, což jsou místa, kde dochází k suchým výronům plynu o teplotách nižších než 100°C (Petránek a Cháb, 2016).

Produkce CO_2 je v této oblasti sledována jak v otevřených mofetách a vrtech, kde se měří průtok plynu, tak na uzavřených vrtech, které využíváme pro měření tlaku plynu. Vztah těchto veličin však není spolehlivě popsán. Část této práce je věnována pokusu o porozumění této problematice a vysvětlení tohoto vztahu pomocí aplikace Henryho zákona.

Hlavním cílem práce je snaha o interpretaci pozorování náhlých poklesů a vzestupů hladiny v uzavřeném vrtu HJB-1. Tyto změny se projevovaly zvláště po jeho dokončení, postupem času se jejich četnost stále snižuje. Porozumění těmto změnám je ovšem dobrou příležitostí k pochopení chování hladiny vody a tlaku plynového polštáře ve vrtu a může být krokem k návrhu vylepšeného monitorování množství vystupujícího CO_2 .

Motivem práce je detailní popis uměle vyvolaných pulsů hladiny a tlaku a pokus o jejich vysvětlení s použitím základních zákonů mechaniky tekutin a porovnání s dříve pozorovanými přírodními anomáliemi. Pro ověření teorie byla provedena a detailně zaznamenána série umělých poklesů tlaku.

2 Studovaná oblast

2.1 Geologie a vývoj studované oblasti

2.1.1 *Stručná charakteristika*

Studovaná oblast se nachází na území saxothuringika, které najdeme při severozápadním okraji České republiky, kam z Německa zasahuje jeho jihovýchodní okraj (Chlupáč, 2002). Jihovýchodním okrajem saxothuringika, tedy hranicí mezi krušnohorskou a středočeskou oblastí, je litoměřický hlubinný zlom, který je pokrytý vrstvami terciérních sedimentů a vulkanického materiálu (Mísař, 1983). Hranici mezi tepelsko-barrandienským mikroblokem a saxothuringikem dnes tvoří tepelská sutura, která se zde vytvořila během devonu (Kachlík, 2003). Nejčastěji zde narazíme na metamorfované horniny a granitoidní vyvřeliny, většinou variského stáří, které jsou sem vyneseny v tělesech jako krušnohorský nebo karlovarský pluton.

2.1.2 *Proterozoikum*

Proterozoické horniny, které jsou v oblasti nejstarší, najdeme v celku známém jako krušnohorské krystalinikum. Jedná se o silně přeměněné horniny podobné rulám, které mají klenbovité struktury. Tento útvar je jedním z hlavních geologických celků Krušných hor. Ty z proterozoických hornin, které řadíme k přísečnické skupině, tvoří tzv. Krušnohorské antiklinorium, jehož osa se sklání k jihozápadu.

2.1.3 *Ordovik, silur*

Horniny ordoviku se v českém saxothuringiku vyskytují běžně. Jedná se především o fylity několika skupin, ze kterých je nejstarší frauenbašská. Chloriticko-sericitické fylity této skupiny jsou šedé až zelené a jejich polohy bývají přes 1000 m mocné. O něco mladší jsou šedé fylity phycodové skupiny, které jsou prokládány kvarcitem. Nejmladší skupinou ordovických hornin na tomto území je skupina gräfenthalská, ke které řadíme tmavošedé, místy až grafitické fylity, ve vyšších polohách i sericitické kvarcity. Horniny této skupiny lze nalézt u Kraslic a mezi Novým a Starým Hrozňatovem poblíž Chebu. Silurské celky nejsou v saxothuringiku na našem území doloženy.

2.1.4 *Variské vrásnění*

Studované území bylo deformováno variským vrásněním až od spodního karbonu (tzv. sudetská fáze), přestože v jiných částech světa začíná již ve středním devonu.

Dochází k tvorbě synklinál a antiklinál v proterozoických a kambricko-ordovických horninách, skrze které pronikají intruze variských granitoidů (např. karlovarský pluton) a způsobují kontaktní metamorfózu okolních hornin. Tyto intruze se svým stářím řadí do svrchního karbonu až permu. Celá oblast je pak postižena regionální metamorfózou, která dává vzniknout vrásové stavbě. V rámci této metamorfózy sílí její stupeň od severozápadu k jihovýchodu.

2.1.5 Terciér

Geologický vývoj oblasti poté navazuje až v terciéru, kdy se tvoří chebská pánev na křížení oherského riftu (SV-JZ) a chebsko-domažlického příkopu (SSZ-JJV). Vzniká v poklesových zónách, jejichž hloubka se zvětšuje od západu na východ, kde dosahuje až 400 m. Nejnižší vrstvy tvoří jezerní a říční jíly, písky a štěrky označované jako spodní jílovito-písčité souvrství, které obsahuje prokřemenělé a železité polohy. V západní části pánve najdeme oligocénní až spodnomiocénní hnědouhelnou sloj.

V další etapě se pánev rozšiřovala a vznikaly další hnědouhelné pánve o mocnostech až 32 m. Vyšší vrstvy jsou známé jako cyprisové souvrství, nazvané po druhu ostrakoda *Cypris angusta*. Souvrství je mocné až 200 m a je tvořeno jíly a bitumenními jílovci, ve kterých se vyskytují jemné prachové nebo písčité příměsi, jde o jezerní uloženiny. V jejich nadloží najdeme až 170 m mocné vrstvy pliocénních sedimentů, kterým se říká vildštejnské souvrství. Jde o říční a jezerní jíly, ve kterých se vyskytují uhelné slojky. V tomto souvrství byly také nalezeny vltavíny. Šlo o nálezy z okolí Okrouhlé, která se nachází severozápadně od Chebu. Pocházejí z vlastního menšího dopadového pole meteoritu. Jejich stáří bylo určeno jako miocénní, došlo k jejich splavení z novějších uloženin (Chlupáč, 2002).

2.2 Seismická aktivita Chebska

2.2.1 Geologická situace

Známým a dlouho pozorovaným jevem v okolí Chebu je zvýšená frekvence výskytu zemětřesení, která je způsobená recentní geodynamickou aktivitou. K významným výskytům zemětřesných rojů dochází již od středověku, zmínky můžeme často najít v místních kronikách. Credner v roce 1876 poprvé popsal místní jevy, které pozoroval v roce 1875, a jako první pro ně použil slovo „Erdbebenschwarm“, tedy

doslova zemětřesný roj. Velký nárůst seismické aktivity se odehrál také na přelomu století, výrazné roje se objevily v letech 1897, 1900, 1903 a 1908. U všech je odhadované magnitudo nejvýše 4,5 (Fischer et al., 2014). První moderní přístrojové záznamy jevů pocházejí přibližně z let 1985/1986, kdy bylo zahájeno monitorování západočeských rojů pomocí permanentní seismické sítě. Tento systém monitorování umožňuje výrazně detailnější přehled o probíhajících jevech. Dají se tak zaznamenat výrazně slabší zemětřesení, v důsledku čehož se zvyšuje počet zaznamenaných jevů. Tato skutečnost podnítila snahu o vysvětlení příčin vzniku místních rojů. Jedním z možných závěrů bylo, že část jich je způsobena hydroseismicitou. Tato teorie byla vytvořena v návaznosti na skutečnost, že v roce 1969 byla napuštěna vodní nádrž Horka. Je možné, že voda stekla po severozápadním-jihovýchodním zlomovém systému, kterému na povrchu odpovídá část Libockého potoka, do ohniskových hloubek 6 – 12 km, což odpovídá hypocentrum místních zemětřesných rojů (Bankwitz et al., 2003; Hrubcová et al., 2017; Nickschick, 2017), kterých je možnou příčinou (Heinicke et al., 2017). Další teorií o vzniku zemětřesných rojů v oblasti je přítomnost fluid magmatického původu, která procházejí z hloubky skrze aktivní zlomový systém a mohou tak ovlivňovat lokální seismicitu (např. Hainzl a Fischer, 2002). Od pliocénu do dneška zde probíhá vrásnění a výzdvih oblastí Krušných hor a Slavkovského lesa. Také tu dochází k četným horizontálním posunům na zlomech SSZ-JJV a S-J směru.

2.2.2 Hlavní ohniskové zóny

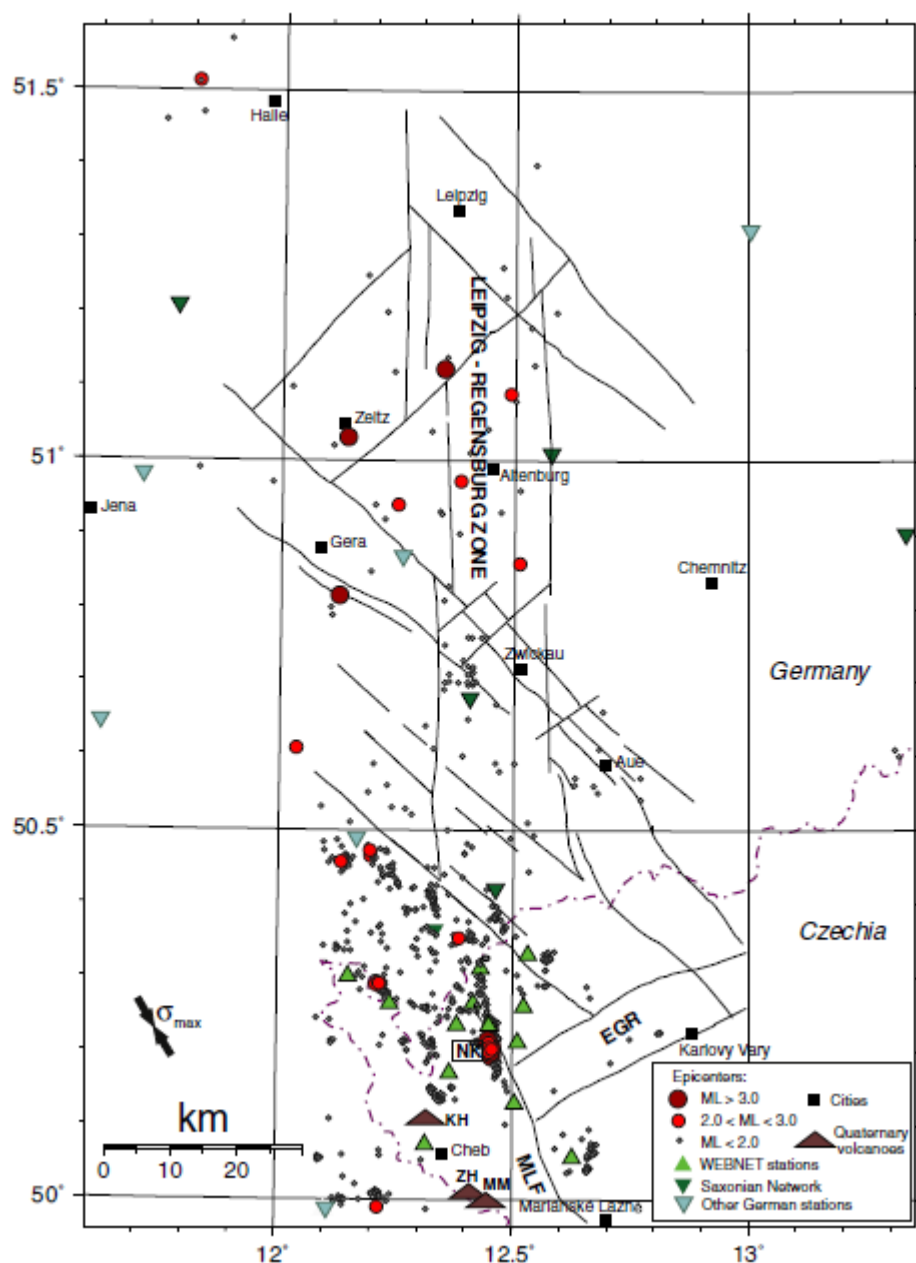
Zemětřesení v západních Čechách se od typických zemětřesení liší tím, že probíhá ve formě zemětřesných rojů (Fischer et al., 2014). Rozdílem mezi zemětřesením typu hlavní otřes - dotřesy a zemětřesným rojem je časová souslednost a rozdíl magnitud jednotlivých událostí. Při prvním typu zemětřesení se na začátku odehraje jeden otřes s výrazně vyšším magnitudem a následuje řada výrazně slabších dotřesů. Při zemětřesném roji dochází k řadě slabších událostí už od začátku, silnější otřesy se mohou vyskytovat kdykoli v průběhu roje a nemají magnitudo o tolik vyšší než ostatní jevy jako je tomu v případě silných světových zemětřesení. Po dobu několika týdnů i měsíců probíhají i tisíce zemětřesení. Většina z nich je tak slabá, že je bez pomoci techniky nelze detekovat, občas se ovšem vyskytnou i taková, jejichž průběh pocítí i místní obyvatelé. Došlo už dokonce k zemětřesením tak silným, že s sebou přinesly i škody na majetku.

K nejsilnějším zemětřesným rojům docházelo v letech 2008, 2011, 2014 a 2017. V říjnu 2008 bylo nejsilnější zemětřesení o magnitudu 3,8. O tři roky později, v srpnu 2011, mělo nejsilnější zemětřesení magnitudu 3,5. O další tři roky později, v květnu 2014, došlo k zemětřesení s magnitudem 4,4. Po dalších třech letech, v červenci 2017, se objevil roj s nejsilnějším zemětřesením o magnitudu 3 (naměřeno 11. 7. 2017 <https://www.ig.cas.cz/vyzkum-a-vyuka/observatore/lokalni-seismicka-sit-webnet/>). Zatím nejsilnějším zde zachyceným zemětřesením byl jev v prosinci roku 1985 s magnitudem 4,6. Při každém roji jsou ovšem registrovány tisíce seismických jevů o nižších magnitudách (Fischer et al., 2014).

Charakteristickou vlastností zemětřesení je to, že se soustředí na zlomových liniích. Jsou totiž projevem uvolňování nahromaděného napětí, které působí mezi dvěma zlomovými plochami. Ty se po sobě nemohou plynule posouvat, brání jim v tom tření, a tak po nahromadění dostatečného napětí dojde k náhlému posunu s uvolněním velkého množství energie. Tím se napětí mezi nimi částečně uvolní, desky zůstávají v klidu, zatímco se napětí znovu zvyšuje. Výsledkem opakování tohoto děje je zemětřesení nebo zemětřesný roj.

V našem případě se nejvíc energie uvolňuje v ohniskové zóně severojižního směru nazývané zóna Regensburg-Leipzig-Rostock o délce 700 km. Pro tuto práci je zajímavá zejména část Regensburg-Leipzig o délce 300 km (Fischer et al., 2014) z toho nejvýraznější oblastí je místo, kde se tato zóna kříží s mariánskolázeňským zlomem, který se nachází v blízkosti obce Nový Kostel.

Tato seismicky aktivní zóna má zhruba tvar protáhlé elipsy (Obrázek 1), jejíž delší osa prochází Tachovskou brázdou a dále na sever k okolí měst Plauen a Gera. Nese některé znaky, kterými se odlišuje od okolního prostředí, jako např. ztenčením kůry na 26 až 30 km, zatímco běžné hodnoty pro kontinentální kůru se pohybují mezi 35 a 45 km (Hrubcová et al., 2017), celkovým ztenčením litosféry na 80 až 90 km (Plomerová et al., 2000), mírným zvýšením tepelného toku cca na 60 až 95 mW/m² (Irovská, 2000) nebo lokálním rozostřením seismických reflexí na hranici zemské kůry a pláště (Geissler et al., 2000). Další menší ohniskové zóny najdeme např. mezi obcemi Plesná a Skalná, u Kraslic nebo u Klingenthalu.



Obrázek 1. Oblast Západních Čech a Vogtlandu je součástí seismoaktivní zóny Leipzig-Regensburg, na obrázku jsou zobrazena epicentra z let 1991 až 2011, vyznačena šedými a červenými kolečky. Plné čáry označují hlavní zlomové linie. Hlavní ohnisková zóna Nový Kostel (NKC) leží na průsečíku Chebské pánve (Eger Rift – EGR) a Mariánskolázeňského zlomu (MLF). Úhel maximálního napětí je 145° , jak je zobrazeno v levém spodním rohu. Zelené trojúhelníky s vrcholem směřujícím vzhůru označují stanice seismické sítě WEBNET, přerušovaná čára označuje česko-německé hranice, černé čtverečky symbolizují města. (převzato z Fischer et al., 2014)

2.2.3 Recentní vulkanismus na Chebsku

Na Chebsku nacházíme pozůstatky nejmladšího vulkanismu na našem území. Nejznámější jsou pozůstatky tří sopek z období kvartéru, které se nacházejí u hranic s Německem. Jde o sopku Mýtina maarového typu (Flehsig et al., 2015) a útvary Komorní a Železná hůrka. Tyto dnes již neaktivní sopky jsou součástí kenozoického vulkanismu na vulkanické subprovincii Českého masivu, který byl zapříčiněn alpským

vrásněním. Patří k poslední fázi riftového vulkanismu na našem území, která probíhala od 5 do 0,26 milionu let v oblasti Chebské pánve a Nízkého Jeseníku (Mrlina et al., 2003) (http://pruvodce.geol.cechy.sci.muni.cz/regionalni_geol/neovulkanity.htm).

Nejmladším z těchto těles je výše zmíněná maarová sopka Mýtina, jejíž stáří je určeno na 0,29 milionu let (Mrlina et al. 2007). Maar je popisován jako explozivní kráter, tedy výbuchové hrdlo sopečné exploze, která nastává při kontaktu stoupajícího magmatu s podzemní vodou. Výsledkem bývá kruhovitě ústí sopečného jícnu bez sopečného kuželu. Sopouch takového tělesa bývá vyplněn pyroklastickým materiálem nebo lávou, někdy je věnčen nízkým tufovým valem, uvnitř kterého často dochází ke vzniku jezera (Cháb, Petránek, 2016).

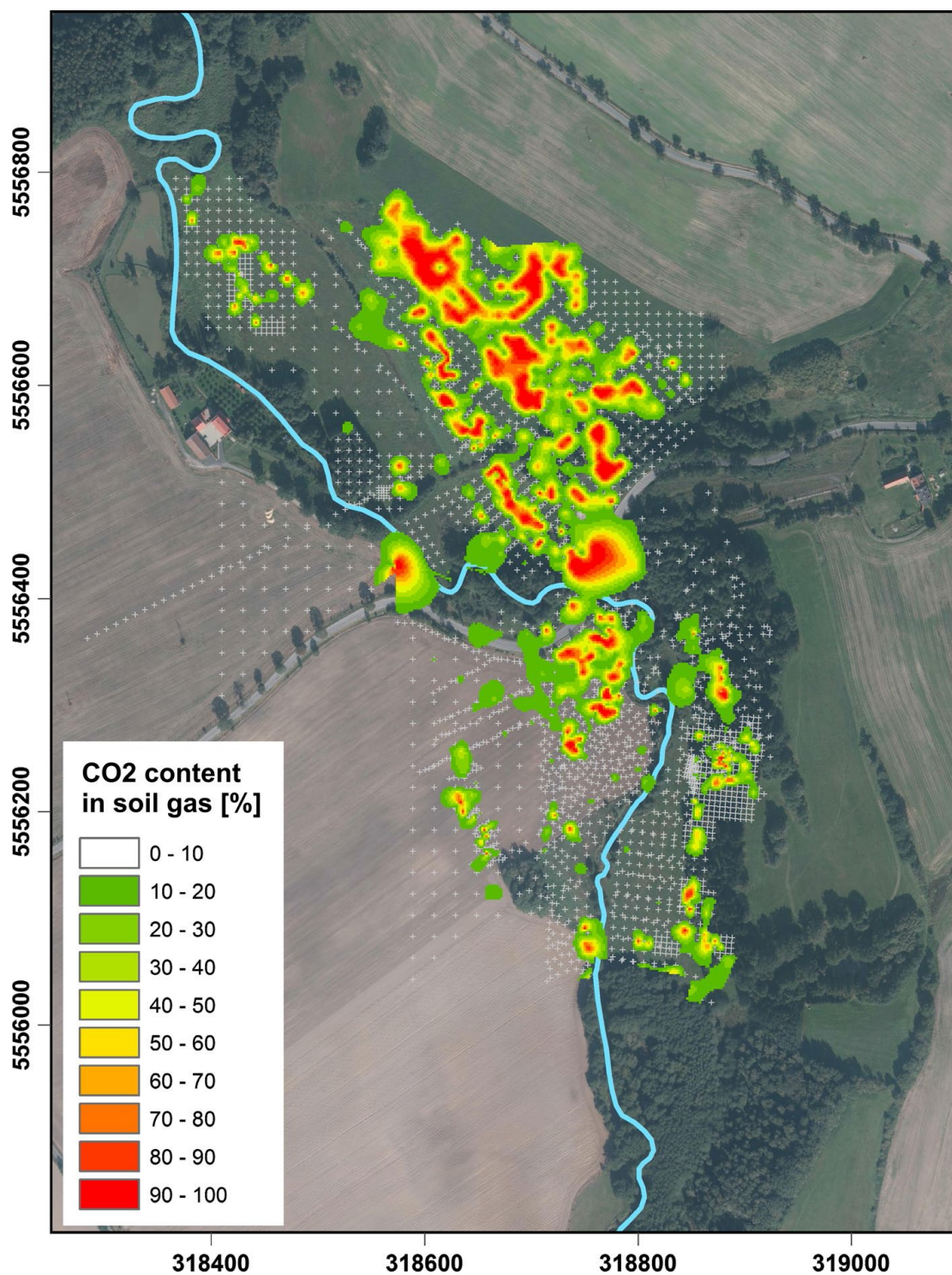
2.2.4 *Doprovodné jevy zemětřesení*

Při západočeských zemětřesení dochází k nepatrným horizontálním posunům ker (Horálek et al., 2004, Mrlina et al., 2008) a různým dalším doprovodným jevům, např. ke změnám vodní hladiny ve studních v zasažené oblasti (Horálek et al., 2004). Byla také pozorována zvýšená emance ^{222}Rn na radonovém prameni Radonquelle v lázních Bad Brambach – Wetтинquelle (Heinicke et al., 1995).

3 Výrony CO_2

V oblasti Západních Čech dochází běžně k výronům plášťového CO_2 , jehož původ můžeme vyvodit z izotopického složení emanujícího plynu. Důkazem je naměřený poměr $^3\text{He}/^4\text{He}$, který patří k nejvyšším v Evropě. Se zvyšující se vzdáleností od center výstupu plynu se tento poměr snižuje, jak se plyny s původem v plášti míchají s korovými. Pravděpodobně vlivem přechodů mezi plynnými a kapalnými fázemi se také mění poměr obsahu CO_2 a N_2 v závislosti na vzdálenosti od emanačních center, a to tak, že čím jsme od nich dál, tím více se objevuje dusíku. Tato pozorování vedla autory článku Weinlich et al., 1999 k závěru, že plyny pochází z tzv. European subcontinental mantle (ESM), tedy Evropského subkontinentálního pláště. Dále vyvozují, že na místě křížení oherského riftu a mariánskolázeňského zlomu je v dnešní době hluboký zlomový systém, který slouží jako přívodní dráha právě těmto plášťovým plynům, a že ESM je tedy hlavním zdrojem emanujícího CO_2 v této oblasti. Seismickým měřením byla zjištěna

Mohorovičičova diskontinuita (MOHO) v hloubce 29-30 km (Weinlich et al., 1999). Na některých lokalitách dosahuje koncentrace tohoto plynu v půdě v hloubce 0,6 až 0,8 m až ke 100 % - jak je ukázáno na příkladu Hartoušovských mofet (Nickschick et al., 2015) (Obrázek 2).

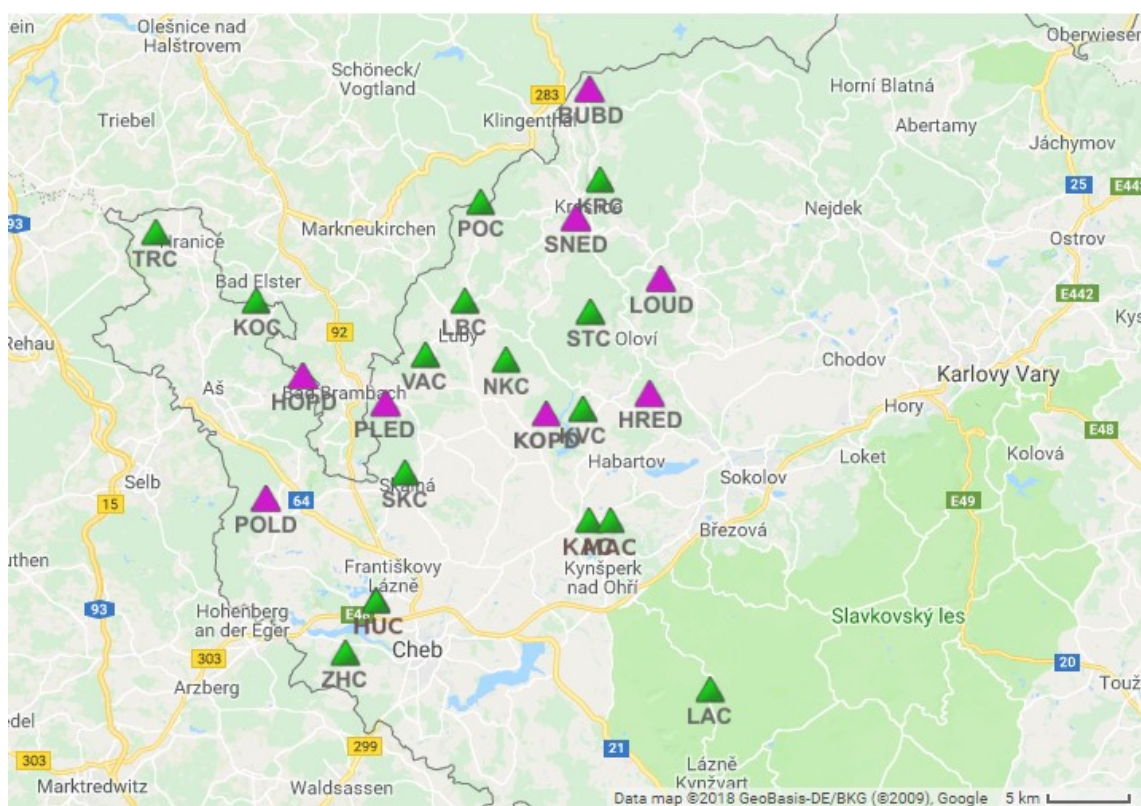


Obrázek 2 Koncentrace oxidu uhličitého v půdním vzduchu měřené v hloubce 0,6-0,8 m. Výsledná podoba byla získána interpolací dat z 3,003 měřicích bodů (bílé značky). Koncentrace pod 10 % nejsou barevně vyznačeny (převzato z Nickschick et al., 2015).

4 Monitorování seismicity a CO₂

4.1.1 Západočeská seismická monitorovací síť WEBNET

V letech 1985/86 se začalo v západních Čechách s budováním prvních seismických stanic. V dnešní době je v této oblasti v provozu 23 takových monitorovacích stanic (Obrázek 3), které dohromady tvoří síť WEBNET (Horálek et al., 2000, Vavryčuk et al., 2017). Tyto stanice obklopují hlavní ohniskovou zónu, která se nachází u Nového Kostela. Stanice ležící přímo v Novém Kostele je označena zkratkou NKC.



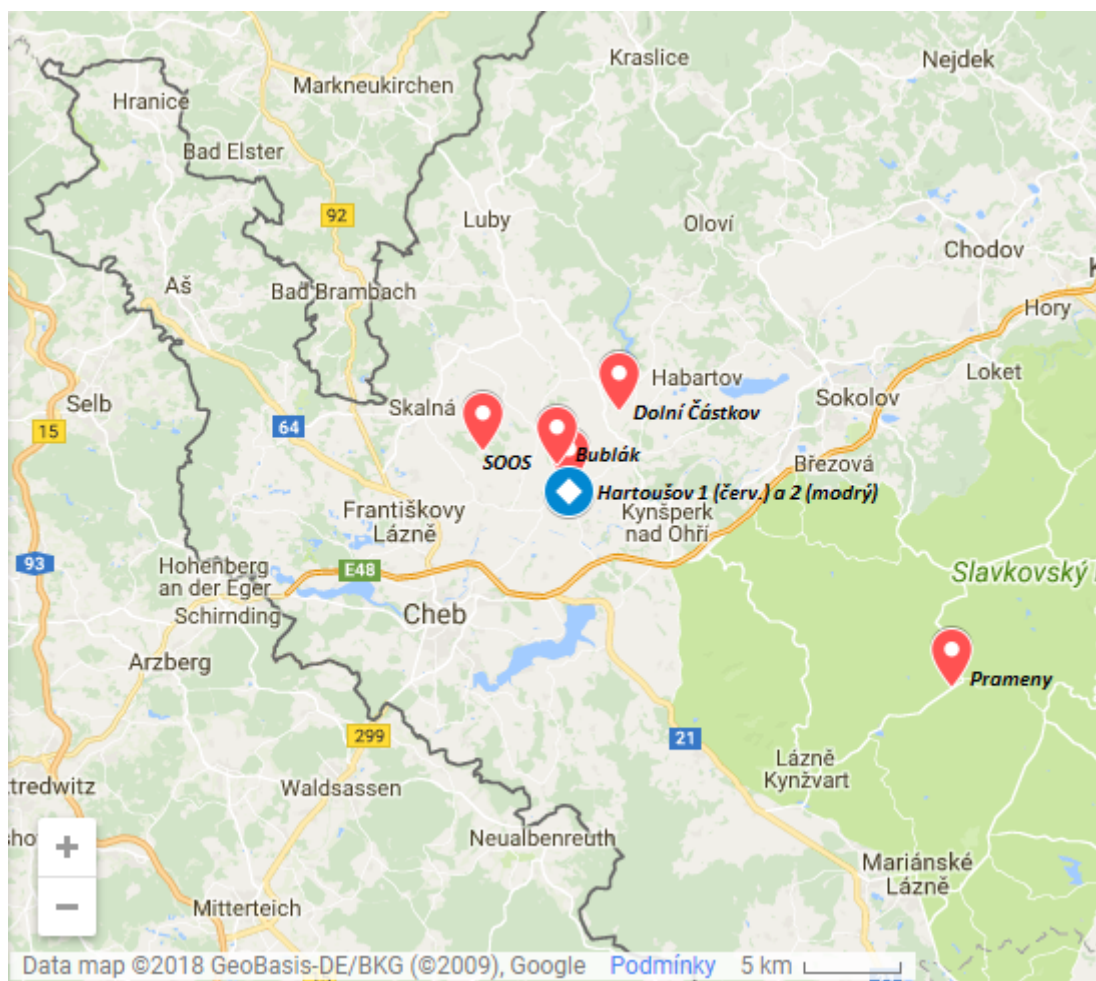
Obrázek 3 Mapa seismických stanic západočeské monitorovací sítě WEBNET. Fialové trojúhelníky značí stanice dočasné, zelené trojúhelníky jsou označením stanic permanentních. Dočasné stanice nejsou napojeny na elektrickou síť a není z nich možné odesílat data online. (Zdroj: <https://www.ig.cas.cz/vyzkum-a-vyuka/observatore/lokalni-seismicka-sit-webnet/>)

4.1.2 Monitorovací síť CarbonNet

Účelem sítě CarbonNet je sledování výstupů CO_2 v západních Čechách, konkrétně v oblasti Slavkovského lesa a Chebské pánve. Je součástí projektu CzechGeo, který zahrnuje síť geofyzikálních stanic několika typů provozované různými geovědními institucemi České republiky (Fischer, ústní sdělení, 2017). Síť je tvořena šesti monitorovacími stanicemi (Obrázek 4). Dvě z nich leží nedaleko obce Hartoušov, další čtyři najdeme na lokalitách Prameny, Bublák, Dolní Částkov a také v Národní přírodní rezervaci SOOS.

Na stanicích Hartoušov, Prameny a Dolní Částkov probíhá měření ve vrtech. Nejhlubší z nich je vrt HJB-1, který je v této práci podrobněji popsán níže. Je hluboký 108,50 metru a nachází se na lokalitě Hartoušov. Vrt na lokalitě Dolní Částkov má hloubku 10 metrů, zbylé dva (Hartoušov – vrt VP8303 a Prameny) dosahují do hloubky 30 metrů. Na těchto stanicích se měří průtok plynu, teplota vody i vzduchu, atmosférický tlak, tlak plynu ve vrtu, objemový podíl CO_2 ve vodě, hladina vody, a na Dolním Částkově se testují možnosti měření průtoku CO_2 za pomoci měření aktivity radonu ^{222}Rn . Průtok plynu se monitoruje dvěma způsoby; pomocí přímého měření bubnovým laboratorním průtokoměrem a pomocí rozdílu vodních hladin měřených v různých hloubkách. Z rozdílu vodních hladin je následně určován objemový podíl plynu ve vodě, který by měl měřenému průtoku úměrně odpovídat. Na stanicích, které najdeme na lokalitě Bublák a v Národní přírodní rezervaci SOOS, měření probíhá na přírodních mofetách. Měří se na nich teplota a hladina vody, objemový podíl CO_2 ve vodě pomocí rozdílu hladin, koncentrace CO_2 pomocí elektrického měření a tlak plynu.

Podrobnější informace o stanicích, jejich přístrojovém vybavení a také naměřená data jsou k dispozici k prohlédnutí i ke stažení na webové stránce sítě CarbonNet: <https://web.natur.cuni.cz/uhigug/carbonnet/index.html>.



Obrázek 4 Mapa měřicích stanic tvořících monitorovací síť CarbonNet. Modrá značka označuje Hartoušov 2, červené značky patří ostatním pěti stanicím. (Zdroj: <https://web.natur.cuni.cz/uhigug/carbonnet/index.html>)

5 Měření tlaku CO₂ ve vrtu HJB-1

5.1 Popis vrtu

Vrt, na kterém probíhala měření, se nachází cca 300 m na ZJZ od obce Hartoušov (okres Cheb). Leží jen několik desítek metrů od břehu vodního toku Plesná (Obrázek 5).

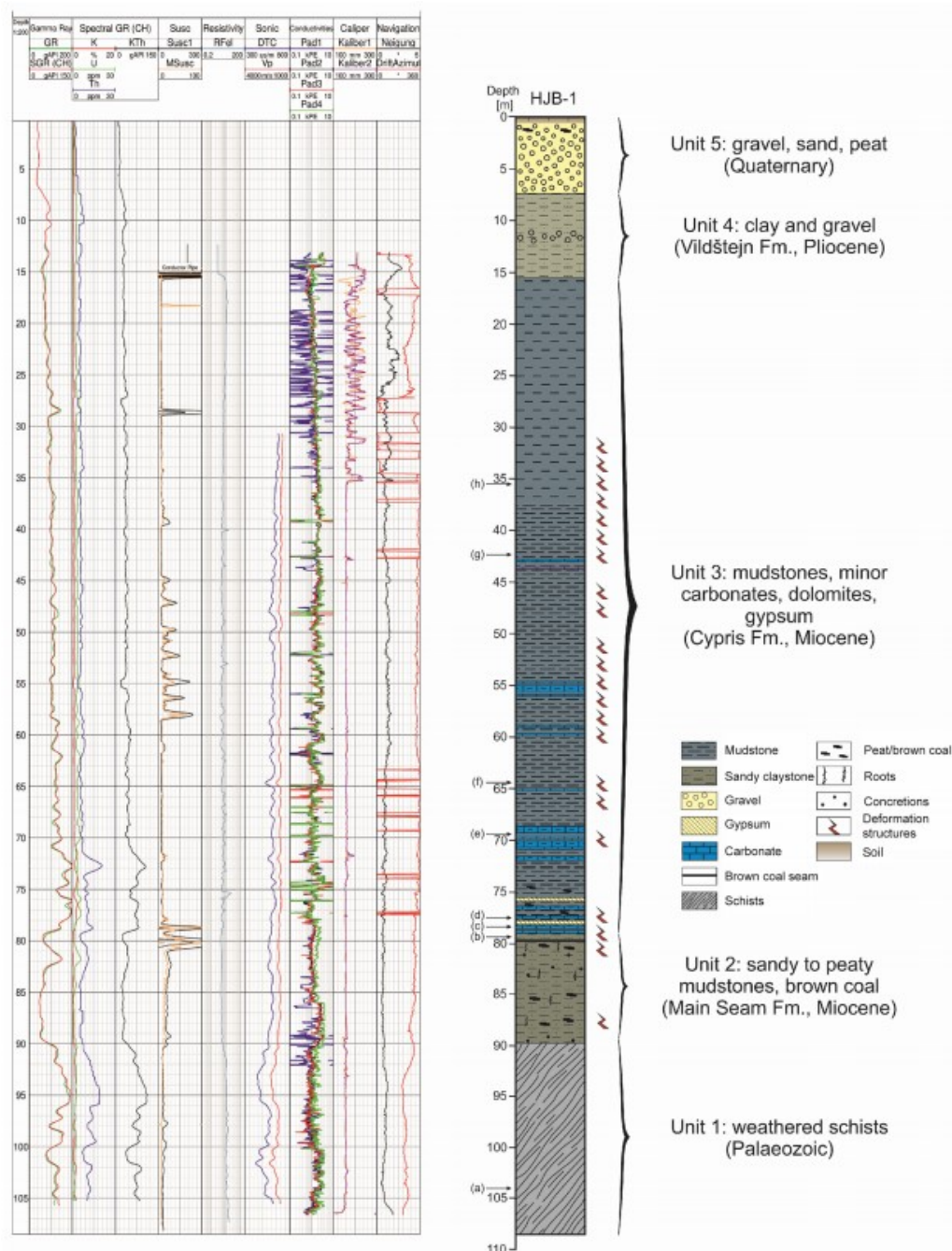


Obrázek 5 Satelitní mapa, na které je červenou hvězdou vyznačena poloha vrtu HJB-1 v obci Hartoušov. (Google Mapy, 19.7.2018).

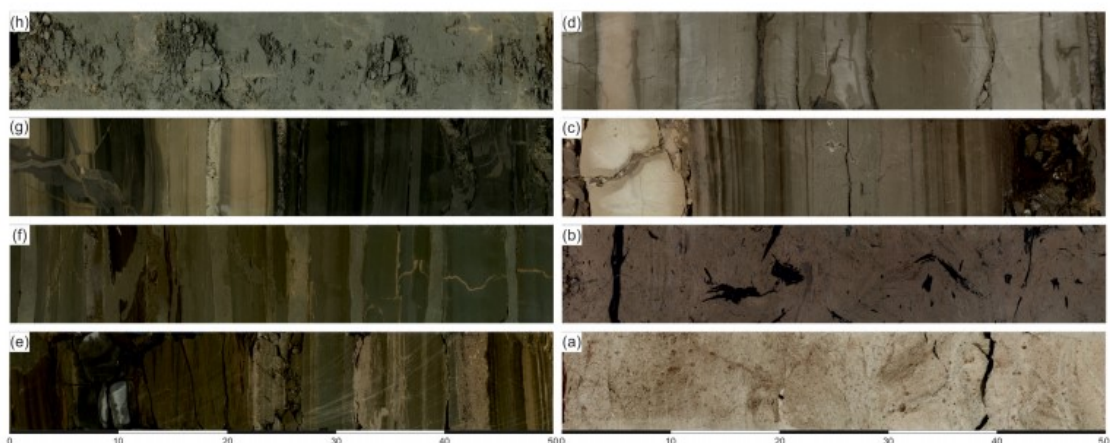
Vrtné práce začaly 30. března a skončily 27. dubna 2016, konečná hloubka vrtu dosahuje 108,50 m. Po vyčištění vrtu od bentonitu, který byl používán při vrtání jako výplachová hmota, byl vrt vystrojen pažením v podobě PVC trubky o průměru 217 mm, která je na úsecích 58,50 až 63,50 m, 68,50 až 83,50 m a 88,50 až 103,50 m perforovaná. Jako obsypový materiál je použitý štěrk. V návaznosti na geologii oblasti přikládám informace, které byly získány pomocí jádrového vrtání (viz kapitola 5.1.1 Karotáž). Z vrtných jader máme představu o polohách typických geologických jednotek oblasti, jejich podobě a deformačních strukturách, které se na nich dají pozorovat.

5.1.1 Karotáž

Po vyvrtání byla provedena karotáž (Bussert et al. 2017), jejíž výsledky jsou k nalezení v obrázku 6. Vrtné jádro bylo popsáno, jak je vyobrazeno v obrázku 7. Bylo změřeno několik karotážních metod, mezi nimi např. úhrnná gama a K, U a Th spektrometrie, měření magnetické susceptibility, elektrického odporu a další.



Obrázek 6 Vlevo jsou zobrazena data z karotáže provedené ve vrtu po jeho dokončení, vpravo stratigrafický náčrt geologické situace ve vrtu založený na vrtných jádrech získaných při vrtném procesu. Písmena (a) až (h) označují místa, ze kterých pochází fotografie jádra odpovídajícího charakteristickým geologickým jednotkám, které jsou zachyceny v obrázku 7 (převzato z R. Bussert et al., 2017).



Obrázek 7 Charakteristické litologie vrtu HJB-1. (a) Paleozoické břidlice se sideritickými konkracemi (104,16 - 104,66 m), (b) písčitý jílovec s vložkami lignitového uhlí (79,50 - 80,00 m), (c) střídající se vrstvy písčitých jílovců, vápenatých jílovců a karbonátů (78,50 - 79,00 m), (d) vápenaté jílovce se sádrovcovými vložkami a poruchami způsobenými injektážní výplachové hmoty při vrtání (77,61–78,11 m), (e) střídající se vrstvy jílovců s laminami a peloidálními až bioklastickými karbonáty (69,56–70,06 m), (f) „falešné vrstvy“ jílovců (světlé pásy ukazují vtačenou výplachovou hmotu) s přírodními injektážními strukturami (64,55–65,05 m), (g) laminované jílovce s přírodními deformačními strukturami a „falešné vrstvy“ (~ 42,00–42,46 m), (h) masivní jílovec (~ 35,15–35,60 m). Měřítka je v cm (jeden díl je 10 cm) (převzato z R. Bussert et al., 2017).

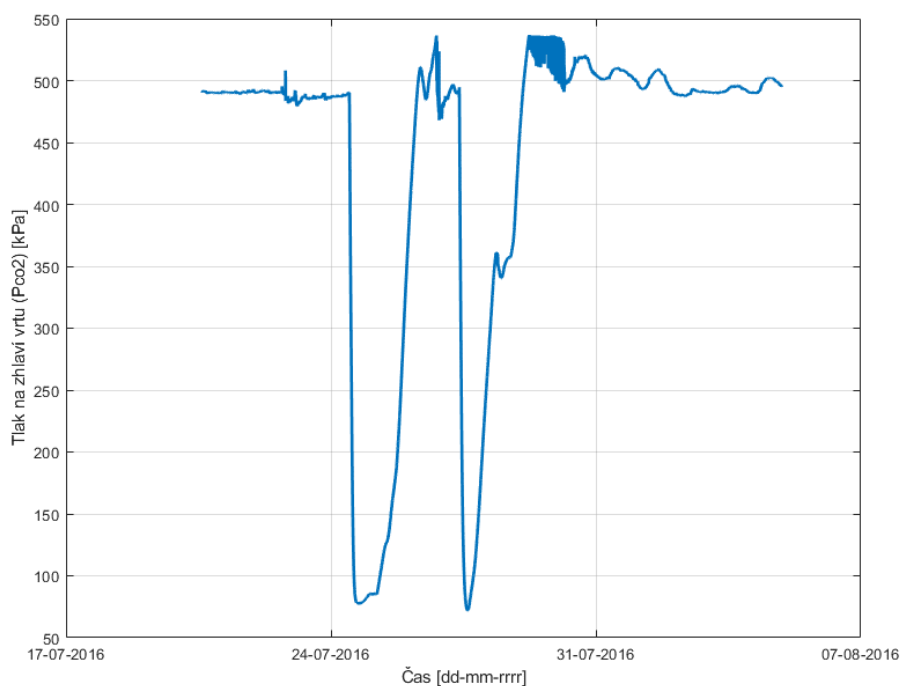
5.1.2 Měření ve vrtu

Od 19. 5. 2016 zde probíhá měření tlaku na zhlaví vrtu a teploty interního čipu datového záznamníku, 4. 10. 2016 bylo přidáno měření hladiny a teploty podzemní vody (Vlček, ústní sdělení, 2018). K měření tlaku u zhlaví vrtu (p_{CO_2}) je využíváno absolutní čidlo, které má rozpětí 0-10 bar. Celkový tlak se měří v hloubce 92 metrů hladinoměrem fungujícím na principu měření tlaku relativně vůči atmosféře (p_{tot}). Hladina vody ve vrtu (p_{H_2O}) je pak určována jako rozdíl p_{tot} a p_{CO_2} .

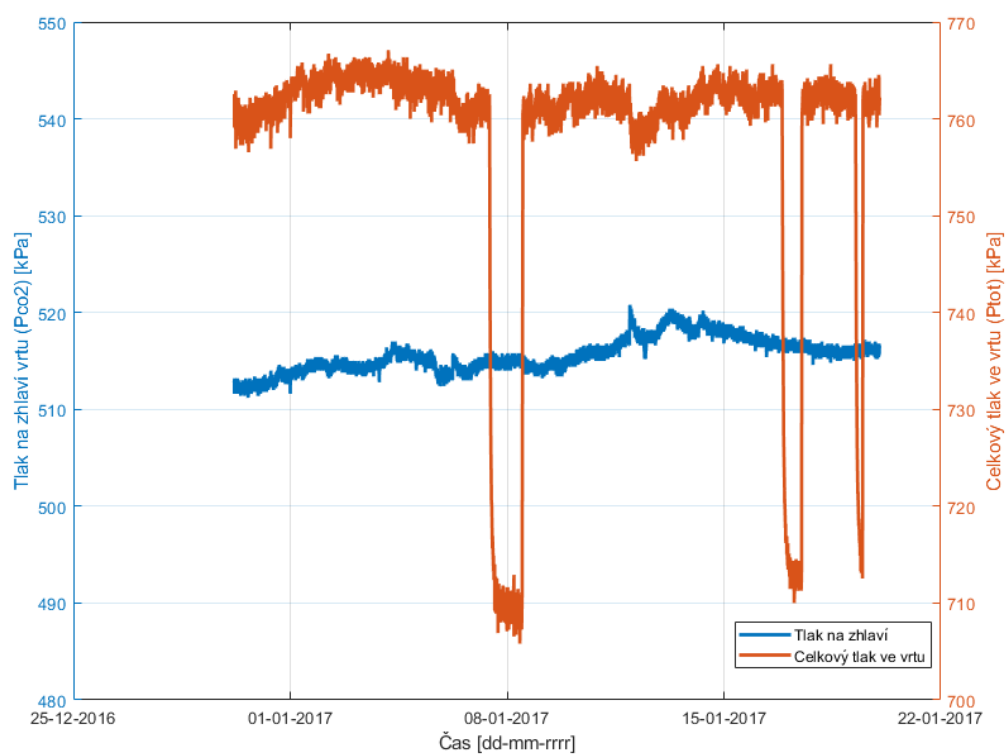
5.2 Zaznamenané anomální pulsy tlaku na vrtu HJB-1

Na vrtu se od počátku vyskytovaly přírodní anomálie, které byly zpočátku zaznamenávány pouze tlakoměrem nainstalovaným u zhlaví vrtu, spodní hladinoměr byl přidán až na začátku října 2016. V této práci se některými těmito anomáliemi zabývám. První přírodní anomálie (Obrázek 8) byla zaznamenána v létě 2016, kdy byly pozorovány dva výrazné a rychlé poklesy tlaku s nezvykle rychlými návraty. V lednu 2017 docházelo k anomáliím se zajímavým průběhem (Obrázek 9). Zatímco celkový tlak p_{tot} (červeno-

oranžová) ve všech třech případech velmi podobně plynule klesl přibližně o 50 kPa (odpovídá 5 m vodního sloupce), tlak u zhlaví vrtu (modrá) se nemění v žádné zřetelné závislosti na zmíněných změnách p_{tot} . Výška plynového polštáře nad hladinou je přibližně 70 m, pokles o 5 metrů tedy znamená vzrůst objemu o 8 % a odpovídající pokles tlaku. Na tlaku měřeném u zhlaví vrtu se toto téměř neprojevilo. Objem plynu, který odpovídá změně tlaku, byl pravděpodobně kompenzován jeho rychlým uvolněním z vody. Na základě tohoto pozorování byla provedena série měření, jejímž cílem bylo zjistit, jestli je uvolňování plynu z vody dostatečně rychlé na to, aby stihlo vyrovnat i větší změny tlaku plynového polštáře.



Obrázek 8 Přírodní anomálie pozorovaná v druhé polovině července 2016. V grafu vidíme dva velmi výrazné poklesy tlaku – tlak klesá o více než 400 kPa v obou zaznamenaných případech. Do původních hodnot se vrací podobnou rychlostí, kterou k nim nejprve klesl.



Obrázek 9 Přírodní anomálie pozorované v lednu 2017. Zvláštností těchto anomálií je to, že tlak p_{CO_2} zůstává téměř neměnný, přestože celkový tlak p_{tot} klesá o přibližně 50 kPa, což je hodnota, která odpovídá poklesu vodní hladiny přibližně o 5 m.

6 Zjednodušený fyzikální model tlaku plynu v uzavřeném vrtu

V této kapitole popisují jednoduchý model s cílem pochopit průběh výše popsaných anomálií. Nejdříve se zde seznámíme s Henryho zákonem, který je jedním ze zákonů mechaniky tekutin, a poté budou představeny jednoduché modely chování hladiny, tlaku a koncentrace v průběhu anomálií.

6.1 Henryho zákon

Henryho zákon popisuje vztah tlaku a koncentrace plynu rozpuštěného v kapalině. Říká, že jsou si tyto dvě veličiny přímo úměrné, tedy čím vyšší tlak plyn má, tím více se ho rozpustí v kapalině. Konstantu upravující tento vztah nazýváme Henryho konstanta a její hodnota se mění v závislosti na teplotě. Tento vztah lze vyjádřit tak, že při nízkých tlacích je absorbované množství plynu v jednotkovém množství kapaliny úměrné jeho tlaku (Krajča, 1977).

Vzorcem to můžeme vyjádřit takto:

$$m_i = H_i p_i, \tag{1}$$

kde m_i je koncentrace plynu v roztoku, vyjádřená v jednotkách “hmota/objem”, a H_i je Henryho konstanta úměrnosti.

Jak je zmíněno v této definici, Henryho zákon lze použít pouze pro soustavy za nízkého tlaku, kde se chování plynné složky ještě příliš neodchyluje od chování ideálního plynu. Tato hranice je pro různé plyny specifická, pro oxid uhličitý se však pohybuje bezpečně nad hranicí 500 kPa, s kterými se při měření ve vrtu HJB-1 setkáváme jako s hodnotou, od které se tlak i při anomáliích odchyluje jen o první desítky kPa. Podobné omezení platí i pro kritérium teploty, i v tomto případě ovšem měření použitá v této práci nepřekračují stanovenou hranici platnosti tohoto zákona.

6.2 Teorie – příčiny reakcí

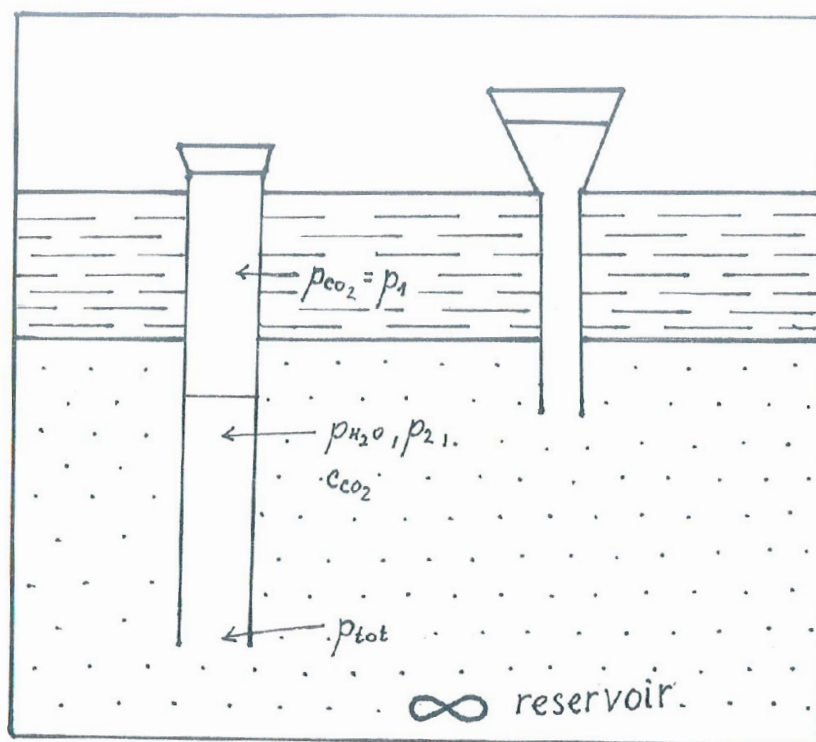
V této kapitole se zabýváme vytvořením jednoduchého fyzikálního modelu, na kterém bude možné názorně ukázat návaznost a souvislosti mezi změnami hladiny vody a tlaku vystupujícího plynu. Jako kritérium základního rozdělení použijeme prostředí,

odkud přichází podnět pro vychýlení hodnot tlaku z jejich výchozích hodnot. Pod pojmem exogenní příčiny si můžeme představit například uměle vyvolané anomálie, pod endogenními příčinami potom především dlouhodobé přírodní zvýšení produkce plášťového oxidu uhličitého.

Modely se nezabývají odhadem rychlosti průběhu popisovaných dějů ani rychlostmi opětovného nastolení rovnováhy. Tyto otázky byly motivem pro provedení série experimentálních měření, při kterých byl opakovaně otevírán ventil u zhlaví vrtu. Výsledky tohoto měření jsou k nalezení v kapitole 7 (Ověřovací měření uměle vyvolaných pulsů).

6.2.1 Exogenní příčiny

a) Vzestup vodní hladiny



Obrázek 10 Výchozí schéma pro názorný popis dějů ve vrtu.

Legenda ke schématu:

$p_{CO2} = p_1$ – tlak u uzávěru vrtu, tedy tlak plynu nad hladinou vody

p_{H2O} – tlak vody

p_2 – parciální tlak CO_2 rozpuštěného ve vodě

c_{CO2} – koncentrace CO_2 ve vodě

p_{tot} – celkový tlak u báze vrtu

Voda se chová jako pohyblivá membrána propustná pro plyny.

Vzestup hladiny vody způsobuje, že se tlak plynu na krátkou dobu zvedne (Obrázek 10). Následuje téměř současně lokální zvýšení koncentrace oxidu uhličitého rozpuštěného ve vodě v důsledku rozpouštění nadbytečného plynu nad hladinou, které trvá až do doby ustálení původní rovnováhy hodnot. Lze to vyjádřit aplikací Henryho zákona:

$$p_1 = p_{CO_2} = k_H * c_{CO_2}, \quad (1)$$

kde teplota je konstantní, k_H je Henryho konstanta, c_{CO_2} je koncentrace plynu, která je konstantní za předpokladu nekonečného rezervoáru napojeného na vrt a p_{CO_2} je tlak plynu, který je v tomto případě také můžeme považovat dlouhodobě za konstantní.

Předpokládáme, že celkový tlak p_{tot} měřený v hloubce 92 metrů je s ohledem na hydrogeologickou situaci konstantní, takže zvýšení tlaku nad hladinou vody povede k jejímu snížení. Tedy:

$$p_{tot} = p_1 + p_{H_2O} \quad (2)$$

$$p_1 = p_{tot} - p_{H_2O}$$

Změna tlaku plynu (p_1) je tak kompenzována změnou úrovně vodní hladiny.

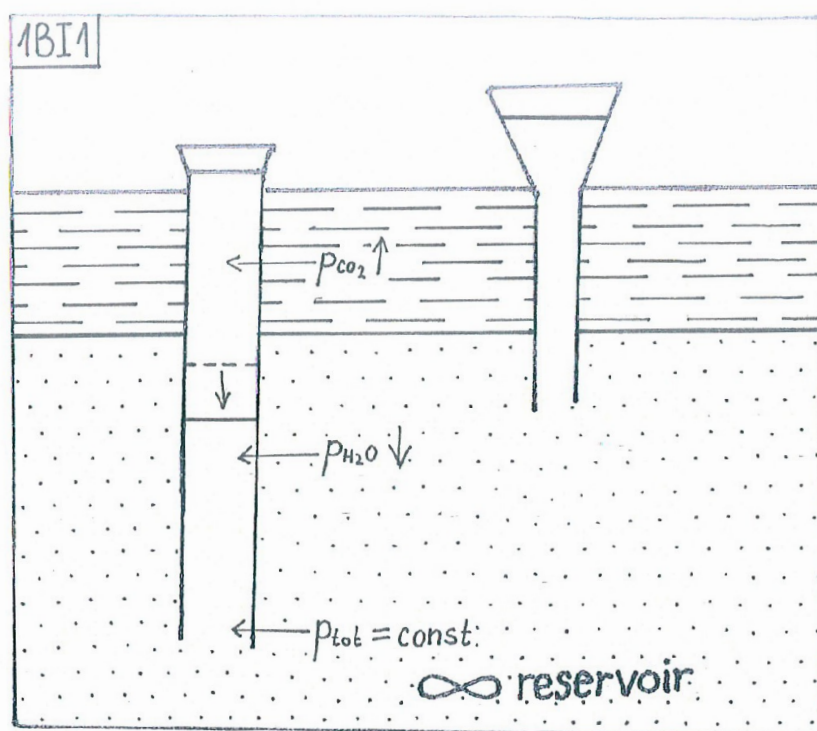
b) Změna tlaku CO_2 nad vodní hladinou

Situaci detailně popíšeme na případu zvýšení tlaku nad hladinou v následujícím bodě b1; pokles tlaku je zmíněn již stručněji v bodě b2.

b.1) Zvýšení tlaku CO_2 nad vodní hladinou

Objem plynu nad vodní hladinou se zvýší, což vede k tomu, že se zvýší i jeho tlak. Pro lepší porozumění tento proces ukazují na dvou zjednodušených případech (Obrázek 11 a 12).

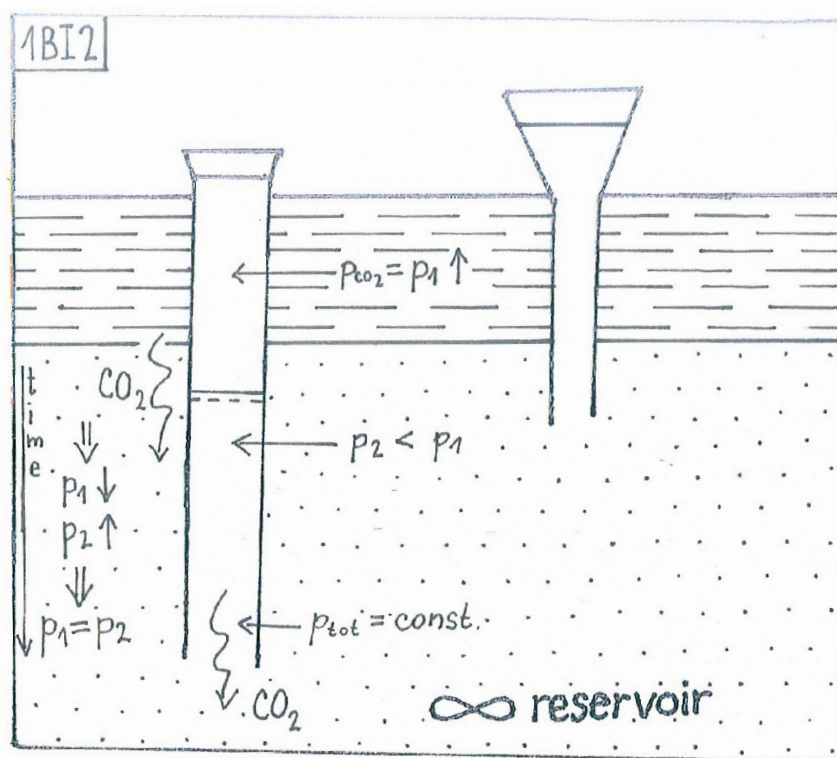
1) Model změny nepropustné pohyblivé vodní hladiny (píst) (obrázek 11)



Obrázek 11 Model pro pohyb hladiny při předpokladu, že se vodní hladina chová jako nepropustný pohyblivý píst. Přerušovaná čára zde značí původní pozici hladiny.

Vodní hladina a tlak vody poklesly. Stejně jako v případě a) předpokládáme, že celkový tlak p_{tot} měřený v hloubce 92 metrů je konstantní, takže zvýšení tlaku nad hladinou vody povede k jejímu snížení.

2) Model změny propustné nepohyblivé vodní hladiny:



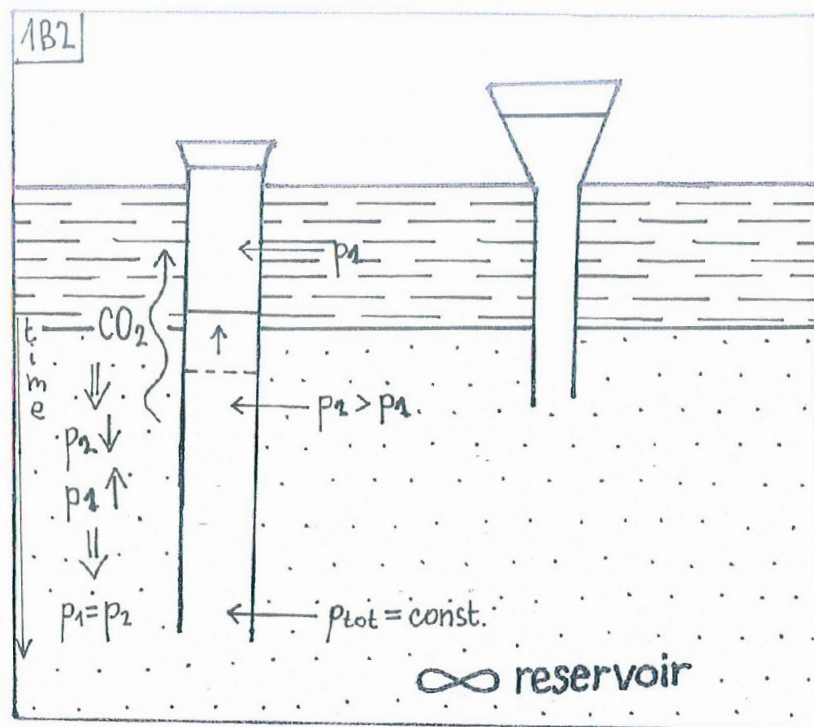
Obrázek 12. Model pro chování vrtu za předpokladu, že hladina je nepohyblivá, ale plně propustná pro plyny. Přerušovaná čára nakreslená pod plnou v tomto obrázku značí plynopropustnost.

Zvýšení tlaku plynu p_1 nevede k poklesu nepohyblivé vodní hladiny, tato změna tlaku se zde vyrovnává pomocí změny koncentrace CO_2 ve vodě. Přebytný plyn nad hladinou se rozpustí ve vodě, čímž se ustálí nová rovnováha. Takto se tlak CO_2 nad hladinou (p_1) a parciální tlak CO_2 rozpuštěného ve vodě (p_2) vyrovnají. Hodnoty tlaku po vyrovnání jsou stejné jako před začátkem reakce. Postupné vyrovnání p_2 je možné pouze za předpokladu napojení vrtu na nekonečně velký rezervoár.

Výsledný děj bude kombinací těchto dvou ideálních modelů.

b.II) Pokles tlaku CO_2 nad hladinou podzemní vody

Situace na tomto obrázku (Obrázek 13) je opačná než v předchozím případě b1. Při poklesu tlaku pravděpodobně dojde ke krátkodobému zvýšení vodní hladiny.



Obrázek 13 Model pro pokles tlaku nad hladinou, která je pohyblivá i plynopropustná. Přerušovaná čára v tomto obrázku značí původní pozici hladiny, plynopropustnost zde pro větší přehlednost není vyznačena přerušovanou čarou.

Tato situace byla opakovaně vyvolávána otevíráním ventilu na zhlaví vrtu. Výsledky těchto pokusů jsou k nalezení v kapitole 7 (Ověřovací měření uměle vyvolaných pulsů).

(Podle rovnice (2) je tlak vody částí celkového tlaku soustavy p_{tot} . Předpoklad, že p_{tot} je konstantní, během této události neustále platí.)

Vzápětí se rozpustnost CO_2 ve vodě snižuje kvůli rozdílu mezi tlakem CO_2 nad hladinou a parciálním tlakem CO_2 rozpuštěného ve vodě. Aby se tlaky vyrovnaly, část rozpuštěného CO_2 se vyloučí nad hladinu. Tím se obnoví původní rovnováha hodnot.

6.2.2 Endogenní příčiny

a) Zvýšení produkce CO_2

Se zvýšením produkce plášťového CO_2 se jeho koncentrace ve vodě, a tak i jeho parciální tlak, zvyšuje. V důsledku toho se projeví dva efekty: (1) tlak CO_2 na hladinou (p_1) se zvyšuje a (2) hladina vody ve vrtu se trvale sníží, když se ustálí nová rovnováha podle rovnice (2).

Zvýšení produkce plášťového CO_2 je dlouhodobý proces, jehož výsledkem je vytvoření nové rovnováhy s tlakem jiným, než byl před začátkem děje.

V případě **b)**, který se týká snížení produkce plášťového CO_2 , bude výsledek přesně opačný – tlak trvale klesne a úroveň hladiny se trvale zvýší.

7 Ověřovací měření uměle vyvolaných pulsů

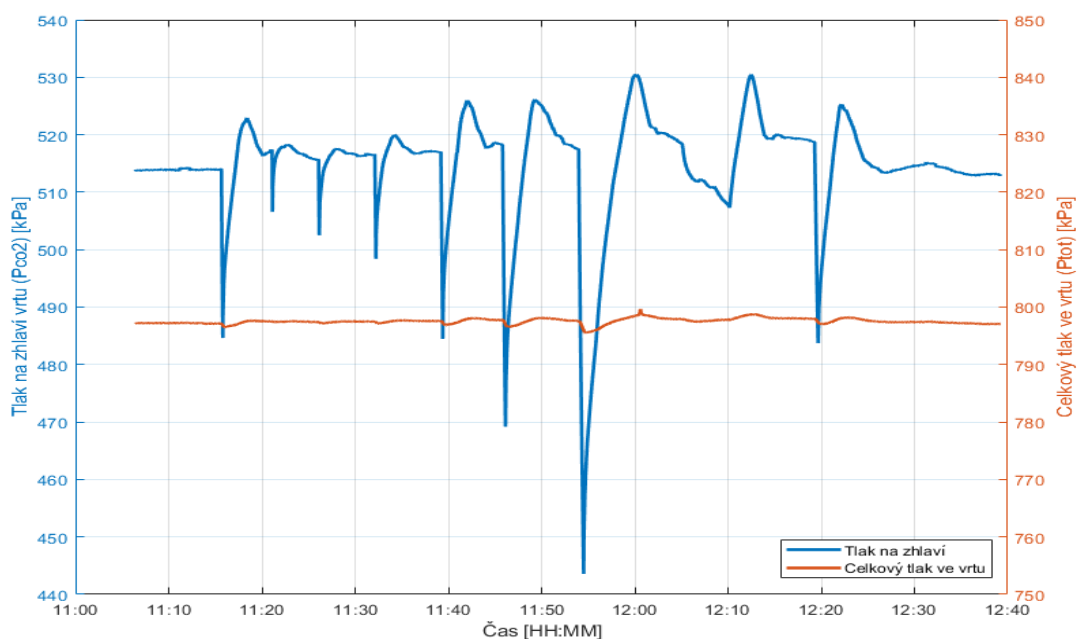
Ověřovací měření byla provedena za účelem potvrzení platnosti modelu, který je představen výše, a teorie o možnosti doplnění úbytku tlaku dostatečně rychlým uvolněním plynu z vody. Měření proběhla za použití seismického registračního zařízení GAIA o vzorkovací frekvenci 250 Hz. Manipulace s ventilem byla prováděna manuálně. Celá soustava je k vidění na obrázku 14.



Obrázek 14 Všechny přístroje jsou zapojené a připravené k měření. Na obrázku vedle vrtu a tlakoměru vidíme taky trubky s ventily, seismické registrační zařízení GAIA (žlutý kufřík vpravo dole), počítač, ze kterého celou situaci kontrolujeme a papíry, na které zaznamenáváme parametry měřených pulsů.

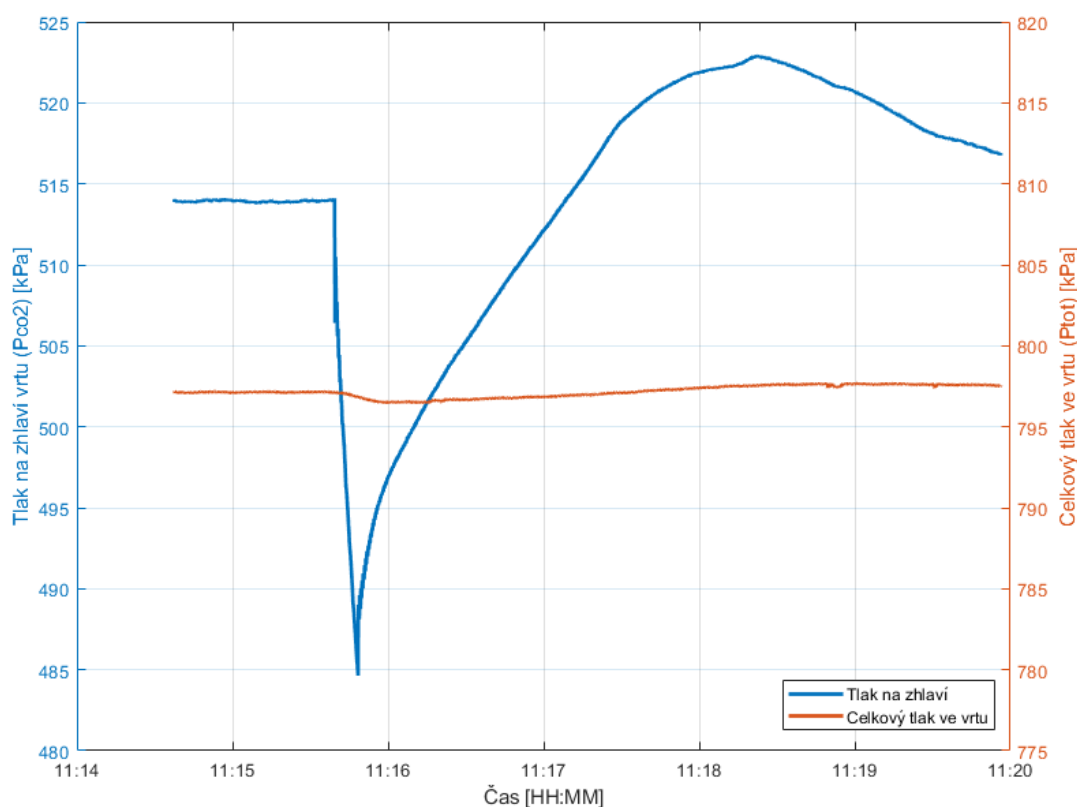
7.1 Popis změřených dat

V této kapitole jsou zobrazena data, která byla naměřena 18. října 2017 na vrtu HJB-1. Bylo vyvoláno celkem devět umělých pulsů (Obrázek 15). V této práci jsou využita data z prvních sedmi pulsů, u posledních dvou došlo k nedostatečnému uvolnění ventilu a pulsy proto proběhly jinak, než bylo zamýšleno. Data z těchto anomálií tedy nebudou v našem modelu brána v potaz.



Obrázek 15 Graf znázorňující poklesy tlaku v závislosti na čase při pokusech o vypouštění. Vodorovná osa znázorňuje čas, svislá osa vlevo a modrá čára tlak u zhlaví vrtu, svislá osa vpravo a červená čára celkový tlak měřený v hloubce 92 m.

Pro lepší představu o průběhu experimentu přikládám také zoom na jeden z pulsů (Obrázek 16), kde lze sledovat průběh změn tlaku u zhlaví vrtu a celkový tlak ve vrtu, který na tuto změnu téměř nereaguje, pravděpodobně díky kompenzaci plynem rychle uvolněným z rezervoáru.



Obrázek 16 Zoom přímo na puls. Na levé ose (modrou čarou) tlak u zhlaví vrtu p_{CO_2} , na pravé ose (červenou čarou) celkový tlak měřený u dna vrtu (p_{tot}). Vidíme téměř lineární pokles a nelineární návrat na původní hodnoty.

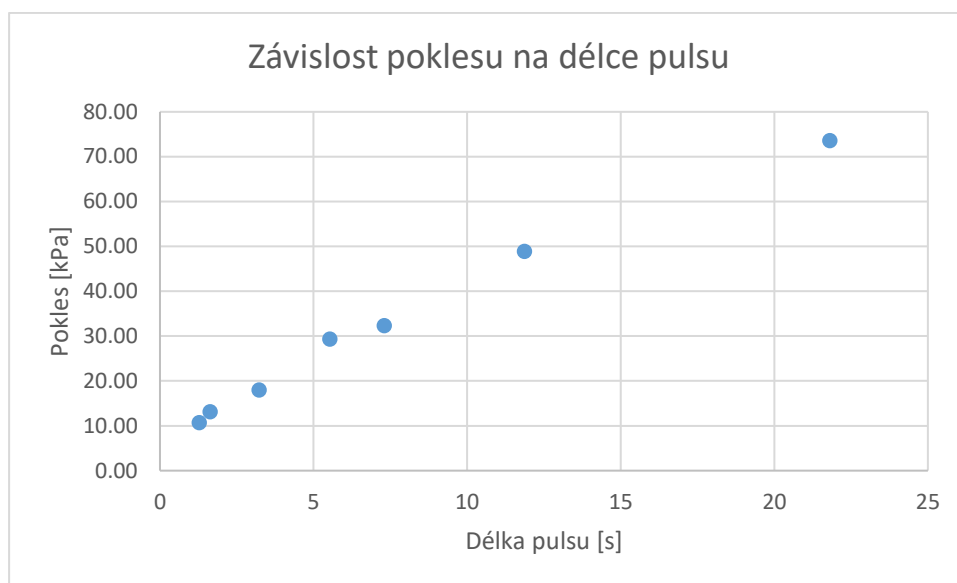
Délka prvního pulsu je přibližně deset vteřin, dalších šest je pro účely porovnávání svých vlastností seřazených podle délky trvání od jedné do třiceti sekund.

Při analýze získaných dat jsme si položili několik otázek týkajících se společných znaků jednotlivých pulsů. Už z letmého pohledu je zjevné, že průběh je vždy velmi podobný, i když se délka vypouštění plynu liší. Pomocí porovnávání jednotlivých naměřených hodnot jsme byli schopni sledovat a porovnávat některé společné projevy.

Další otázka se týkala rychlosti dorovnávání změny tlaku pomocí uvolnění dostatečného množství plynu z vody za dostatečně krátký čas. V grafu (Obrázek 15) vidíme, že přestože tlak p_1 vykazuje při vypouštění velké změny – při největším pulsu klesl skoro o 80 kPa, tlak u dna se i v tomto případě snížil jen přibližně o 3 kPa. Můžeme tedy vyvodit, že takovéto změny jsou uvolňováním plynu dorovnávány velmi rychle.

7.2 Závislost poklesu na délce pulsu

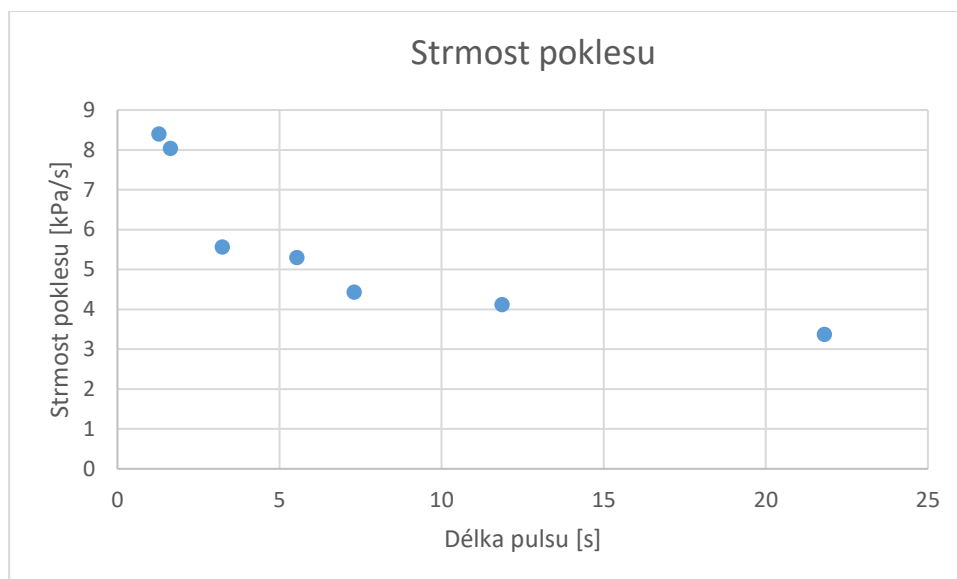
Jedním z pozorovaných jevů byla velikost poklesu tlaku v závislosti na délce vypouštění vrtu. Porovnáním těchto dvou parametrů jsme získali představu o jejich závislosti, která se dá sledovat v následujícím grafu (Obrázek 16). Zdá se, že pro pulsy s délkou nad 1 s by mohlo jít o lineární závislost, kde je velikost poklesu přímo úměrná délce pulsu.



Obrázek 17 Graf zobrazení závislosti poklesu [kPa] na délce pulsu [s].

7.3 Strmost pulsů

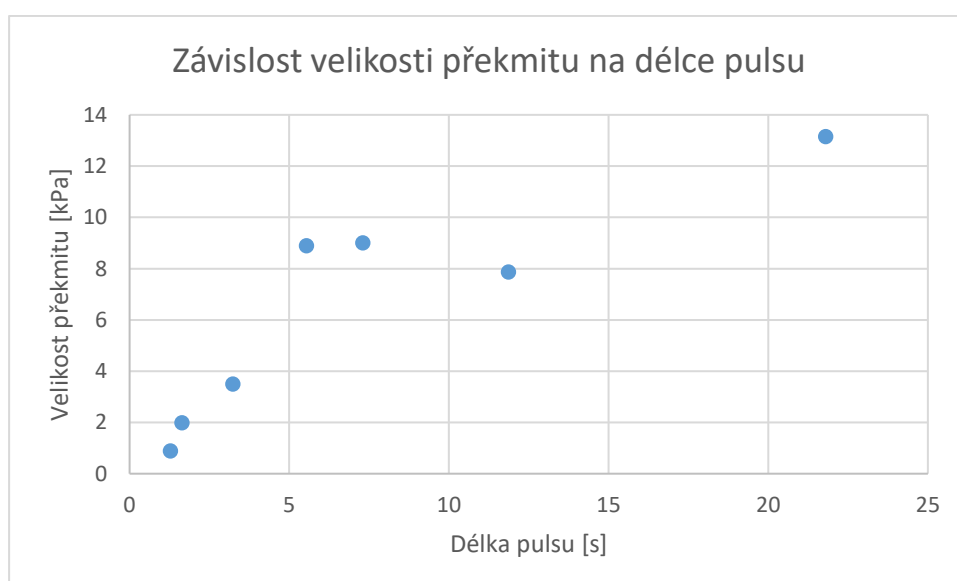
V dalším porovnávání jsme se zabývali sledováním strmosti poklesu tlaku při vypouštění. Strmost byla určena jako podíl celkového poklesu k délce vypouštění. Sledovali jsme její hodnoty pro jednotlivé pulsy v závislosti na jejich délce (Obrázek 18). Můžeme vidět, že se zvyšující se délkou poklesu se strmost snižuje.



Obrázek 18 Graf strmosti jednotlivých poklesů podle délky jejich trvání.

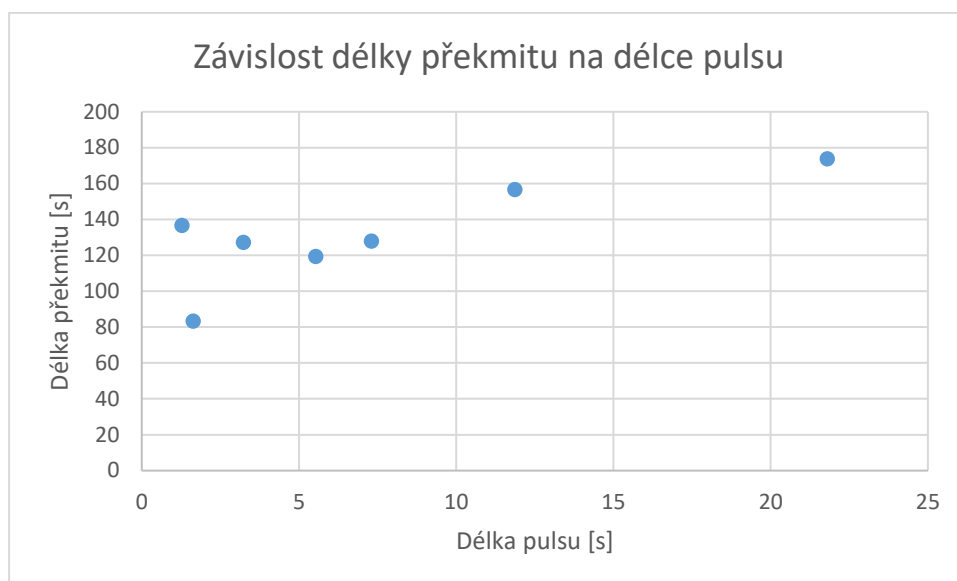
7.4 Překmity

Po každém vyvolaném pulsu následoval překmit nad původní hodnoty tlaku (viz Obrázek 15). Přestože se touto částí dějů výše představený model již nezabývá, bylo zajímavé podívat se na závislost velikosti a délky překmitů na délce jednotlivých pulsů (Obrázky 19 a 20). Amplituda i délka byly měřeny od chvíle, kdy stoupající hodnoty dosáhly úrovně, kterou měl tlak před začátkem vypouštění, do doby, než klesání po překmitu ustalo a ustálilo se nebo začal tlak opět mírně stoupat.



Obrázek 19 Na grafu vidíme, jak se velikost překmitu mění v závislosti na délce pulsu.

Na grafu (Obrázek 19) můžeme sledovat, že se překmity převážně zvětšují s prodlužujícím se trváním pulsu.



Obrázek 20 V grafu můžeme vidět závislost délky překmitu na délce pulsu.

Podle grafu (Obrázek 20) můžeme usoudit, že stejně jako velikost se i délka překmitů se zvyšující se délkou pulsů zvětšuje.

Z obrázku 17 je patrné, že velikost a délka pulsů jsou si přímo úměrné. Graf na obrázku 18 nám ukazuje, že čím delší je pokles, tím je méně strmý. Tato strmost je samozřejmě průměrná pro celý pokles, okamžitá strmost se v průběhu klesání mění. Nezabýváme se tu ovšem jen poklesy, ale také po nich následujícími překmity. Ty počítáme od chvíle, kdy stoupající tlak dosáhne hodnoty, ze které na začátku začínal klesat. Na grafech 19 a 20 můžeme sledovat, že čím delší puls předchází, tím větší a delší překmit následuje.

Dalším závěrem z našich pozorování může být to, že uvolňování plynu z vody v případě poklesu tlaku je dostatečně rychlé na to, aby se ani pokles o desítky kPa na celkovém tlaku projevil minimálně. Z hlediska výše představeného modelu se tedy pohybujeme blízko modelového případu 1-B-II-2 (Obrázek 12), kde se hladina nehýbe – v našem případě se v porovnání k celkové změně tlaku opravdu téměř nepohybuje, za to je pro plyn dostatečně propustná na to, aby tím změnu tlaku vyrovnala.

8 Diskuze

Práce se zabývá studiem výronů plynů v oblasti západních Čech, které jsou pro tuto oblast typické. Přestože nám několik přírodních anomálií naměřených na vrtu HJB-1 v průběhu let 2016 a 2017 dalo důvod se těmito jevy zabývat, nebyly všechny vysvětleny ani po provedení ověřovacích měření a vytvoření zde předloženého jednoduchého fyzikálního modelu. Mohou být proto motivací pro další práce v této oblasti.

Při vytváření modelu bylo zanedbáno mnoho skutečností, což může vést ke značné nepřesnosti. Model je spíše ilustračního rázu, má být pomůckou pro pochopení a lepší představu o procesech v uzavřeném vrtu. Při jeho tvorbě byl přímo použit pouze Henryho zákon. Geologická stavba oblasti byla při jeho tvorbě vzata v úvahu pouze rámcově, detaily byly zanedbány.

Za povšimnutí jistě stojí, že při anomáliích v lednu 2017 jsme sledovali změny celkového tlaku vrtu, zatímco tlak měřený u zhlaví vrtu se téměř neměnil. Experimentální měření ovšem teorii o uvolňování plynu z vody ověřovala z opačné strany – byly vyvolávány změny tlaku u zhlaví vrtu a sledována byla reakce celkového tlaku vrtu. Měřením se potvrdila platnost teorie pro obě tyto možnosti.

Při ověřovacích měřeních (Obrázek 14) jsme se dopustili několika chyb. Při prvním pulsu se nepodařilo včas uzavřít ventil, a tak byl jako první místo vteřinového pulsu naměřen puls, který měl téměř 10 sekund. Jak se později ukázalo, také naše měření času není příliš přesné. Zjistili jsme to při zpracování dat, kdy jsme pulsy podle vzorkovací frekvence přepočítali na jejich správnou délku. Je štěstí, že skutečná délka pulsů v tomto měření a modelu nehraje příliš velkou roli. Jsou zde důležité závislosti jednotlivých veličin, jejichž velikost se tedy dá považovat za relativní.

Rychlost vyrovnávání změn tlaku v plynovém polštáři pomocí uvolňování plynu z vody potvrzuje předpoklad nekonečného rezervoáru, který byl použit v modelu. Tento předpoklad by nebyl platný, pokud by se celkový tlak ve vrtu signifikantně měnil i při

menších změnách tlaku. Objem plynu, který by se mohl uvolnit z menšího rezervoáru, by nebyl dostatečně velký na rychlé vyrovnání změn tlaku nad hladinou.

9 Závěr

Cílem práce bylo zorientovat se v problematice suchých výronů oxidu uhličitého a vnést světlo do jevů probíhajících na pozorovacím vrtu HJB-1. Na začátku bylo stručné seznámení s geologickým vývojem a poměry oblasti, na které bylo navázáno současnou geologickou a geodynamickou situací a její spojitostí se seismickou aktivitou, která je v západních Čechách běžným jevem. Hned poté se práce věnuje právě seismické aktivitě, její historii, metodám sledování, možným příčinám a spojitostem s výstupy oxidu uhličitého. Jejich charakteristika a monitorování jsou rozebírány v samostatných kapitolách. Další části práce už se zabývají informacemi, které se více váží přímo k vrtu HJB-1. Ten je podrobně popsán, jeho stavba, výbava i jednotlivé funkce, které v současné době dokáže vykonávat. Byla představena část naměřených dat, která byla pečlivě vybrána ze souboru anomálií naměřených během posledních dvou let. Tyto anomálie podnítily můj zájem o jevy, které na vrtu můžeme pozorovat. Dále v práci můžeme nalézt teorii zakládající se na Henryho zákoně, pomocí které se snažím jevy vysvětlit. Je prezentován jednoduchý fyzikální model vytvořený pro tento případ, a nakonec jsou dodána ověřovací měření. Jejich výsledky nám potvrzují funkčnost modelu a platnost teorie o rychlosti uvolňování plynu z rezervoáru. Tento model ani teorie ovšem nebyly podloženy žádnými matematickými modely. Vyřešení tohoto problému by se mohlo stát námětem další práce.

10 Literatura

Bankwitz, P., Schneider, G., Kämpf, H., & Bankwitz, E. (2003). Structural characteristics of epicentral areas in Central Europe: study case Cheb Basin (Czech Republic). *Journal of Geodynamics*, 35(1-2), 5-32.

Bussert, R., Kämpf, H., Flechsig, C., Hesse, K., Nickschick, T., Liu, Q., ... & Flores, H. E. (2017). Drilling into an active mofette: pilot-hole study of the impact of CO₂-rich mantle-derived fluids on the geo-bio interaction in the western Eger Rift (Czech Republic). *Scientific Drilling*, 23.

Fischer, T., Horálek, J., Hrubcová, P., Vavryčuk, V., Bräuer, K., & Kämpf, H. (2014). Intra-continental earthquake swarms in West-Bohemia and Vogtland: a review. *Tectonophysics*, 611, 1-27.

Flechsig, C., Heinicke, J., Mrlina, J., Kämpf, H., Nickschick, T., Schmidt, A., ... & Seidl, M. (2015). Integrated geophysical and geological methods to investigate the inner and outer structures of the Quaternary Mýtina maar (W-Bohemia, Czech Republic). *International Journal of Earth Sciences*, 104(8), 2087-2105.

Geissler, W., Plenefisch, T., Kind, R., Klinge, K., Kämpf, H., Boušková, A., ... & Jacob, B. (2000). The Moho structure in the western Eger Rift: a receiver function experiment. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 44(2), 188-194.

Hainzl, S., & Fischer, T. (2002). Indications for a successively triggered rupture growth underlying the 2000 earthquake swarm in Vogtland/NW Bohemia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B12), ESE-5.

Heinicke, J., Koch, U., & Martinelli, G. (1995). CO₂ and radon measurements in the Vogtland Area (Germany)-A contribution to earthquake prediction research. *Geophysical research letters*, 22(7), 771-774.

Heinicke, J., Woith, H., Alexandrakis, C., Buske, S., & Telesca, L. (2017). Can hydroseismicity explain recurring earthquake swarms in NW-Bohemia?. *Geophysical Journal International*, 212(1), 211-228.

Horálek, J., Fischer, T., Boušková, A., & Jedlička, P. (2000). The Western Bohemia/Vogtland region in the light of the WEBNET network. *Studia geophysica et geodaetica*, 44(2), 107-125.

Horálek, J., Fischer, T., Mrlina, J., & Boušková, A. (2004). Zápvní čechy–přirodní geodynamická laboratoř. Československý časopis pro fyziku, 54, 258-263.

Hrubcová, P., Geissler, W. H., Bräuer, K., Vavryčuk, V., Tomek, Č., & Kämpf, H. (2017). Active Magmatic Underplating in Western Eger Rift, Central Europe. Tectonics, 36(12), 2846-2862.

Chlupáč, I. (2002). Geologická minulost České republiky. Academia. Fischer, T., Horálek, J., Hrubcová, P., Vavryčuk, V., Bräuer, K., & Kämpf, H. (2014). Intra-continental earthquake swarms in West-Bohemia and Vogtland: a review. Tectonophysics, 611, 1-27.

Irovská, J. (2000). Přínos karotáže při výzkumu Chebské pánve a okolí. Knihovna Univerzity Karlovy, Přírodovědecká fakulta.

Kachlík, V. (2003). Geologický vývoj území České republiky. Ústav geologie a paleontologie, PřF UK a Správa úložišť radioaktivních odpadů (SÚRAO), Prague, 1-64.

Krajča, J. (1977). Plyny v podzemních vodách. SNTL, Alfa, Praha.

Mísař, Z. (1983). Geologie ČSSR (Vol. 1). Státní pedagogické nakl..

Mrlina, J., Špičák, A., & Skalský, L. (2003). Non-seismological indications of recent tectonic activity in the West Bohemia earthquake swarm region. Journal of Geodynamics, 35(1-2), 221-234.

Mrlina, J., Kämpf, H., Geissler, W., & Van den Bogaard, P. (2007). Assumed quaternary maar structure at the Czech/German border between Mytina and Neualbenreuth (western Eger rift, Central Europe): geophysical, petrochemical and geochronological indications. Z. geol. Wiss., 35(4), 213-230.

Mrlina, J., & Seidl, M. (2008). Relation of surface movements in West Bohemia to earthquake swarms. Studia Geophysica et Geodaetica, 52(4), 549.

Nickschick, T., Kämpf, H., Flechsig, C., Mrlina, J., & Heinicke, J. (2015). CO₂ degassing in the Hartoušov mofette area, western Eger Rift, imaged by CO₂ mapping and geoelectrical and gravity surveys. International Journal of Earth Sciences, 104(8), 2107-2129.

Nickschick, T. (2017). Palaeovolcanic and Present Magmatic Structures Along the NS Trending Regensburg-Leipzig-Rostock-zone, Doktorská disertační práce, Friedrich-Schiller-Universität Jena, 128 str..

Petránek, J., & Cháb, J. (2016). Encyklopedie geologie. Česká geologická služba.

Plomerová, J., Granet, M., Judenherc, S., Achauer, U., Babuška, V., Jedlička, P., ... & Vecsey, L. (2000). Temporary Array Data for Studying Seismic Anisotropy of Variscan Massifs–The Armorican Massif, French Massif Central And Bohemian Massif. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 44(2), 195-209.

Vavryčuk, V., Adamová, P., Doubravová, J., & Jakoubková, H. (2017). Moment tensor inversion based on the principal component analysis of waveforms: method and application to microearthquakes in West Bohemia, Czech Republic. *Seismological Research Letters*, 88(5), 1303-1315.

web.natur.cuni.cz/uhigug/carbonnet/index.html, navštíveno 4.5.2018

Weinlich, F. H., Bräuer, K., Kämpf, H., Strauch, G., Tesař, J., & Weise, S. M. (1999). An active subcontinental mantle volatile system in the western Eger rift, Central Europe: Gas flux, isotopic (He, C, and N) and compositional fingerprints. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(21), 3653-3671.

www.ig.cas.cz/vyzkum-a-vyuka/observatore/lokalni-seismicka-sit-webnet/, navštíveno 20. 8. 2018

www.pruvodce.geol.cechy.sci.muni.cz/regionalni_geol/neovulkanity.htm, navštíveno 30. 5. 2018